

JAN KREJČÍ

PROBLÉM LAŽÁNECKÉHO ŽLEBU V MORAVSKÉM KRASU

The Valley of Lažánky in the Moravian Karst is a specific feature among the relief forms of the Moravian Karst, because it is filled up with marine sediments of the Lower Tortonian having a considerable thickness of more than one hundred metres. For this reason the origin of the valley has been since the last decades of the nineteenth century a puzzling problem for geologists and geomorphologists. All of them agreed in the opinion that the valley was produced by stream erosion before the transgression of the Lower Tortonian sea, but disagreed in respect to the direction of the pre-Tortonian stream, and to the cause which stimulated the erosion.

Numerous borings that were performed in the Valley of Lažánky in the recent years, and a detailed geomorphologia investigation, provided facts which show that the valley is a fault trough formed after the deposition of the Lower Tortonian marine sediments.

PODSTATA PROBLÉMU

Problém Lažáneckého žlebu v Moravském krasu zabírá několik otázek. Předně je to otázka způsobu, jakým Lažánecký žleb vznikl jako dutý tvar reliéfu. Za druhé je to otázka doby vzniku této duté reliéfové formy. Za třetí je to otázka, jakým způsobem byl Lažánecký žleb vyplněn mořskými sedimenty spodního tortonu. Řešení problému Lažáneckého žlebu nemá pouze místní význam, který by se týkal jen geomorfologického a geologického vývoje Moravského krasu. Vzhledem ke geografické poloze Dražanské vrchoviny, jejíž součástí Mravský kras je a která tvoří okrajovou část Českého masívu na jeho styku s karpatskou čelní hlubinou, má řešení problému Lažáneckého žlebu velký význam též pro poznání některých významných stránek třetihorního a mladšího geologického a geomorfologického vývoje jak na jihovýchodním okraji Českého masívu, tak i v čelní hlubině a přilehlé části Karpatské soustavy. Jde tu především o otázku, jaký reliéf, tj. jak členitý a jak absolutně vysoký, existoval v oblasti jihovýchodního okraje Českého masívu v širším okolí Brna v době transgrese spodního tortonu, a v souvislosti s tím o otázku, jaké největší absolutní výškové polohy dosáhla hladina spodnotortonského moře, které z čelní hlubiny zasahovalo jak na Český masív, tak do Karpatské soustavy.

VÝVOJ NÁZORŮ O PŘÍČINÁCH VZNIKU ÚDOLÍ A SNÍŽENIN DRAŽANSKÉ
VRCHOVINY VYPLNĚNÝCH MIOCENNÍMI SEDIMENTY

Tyto otázky byly hlavním důvodem toho, proč již od 19. stol. byl Lažánecký žleb, spolu s výskyty tortonských sedimentů i v dalších depresích údolního i jiného charakteru

na Dražanské vrchovině, častým předmětem vědeckého zájmu geologů, geomorfologů a speleologů. Stručnou historii nejstarších výzkumů spolu s citacemi příslušné literatury uvádí V. S ch ů t z n e r o v á - H a v e l k o v á ve své důležité práci o nálezu miocenních sedimentů v údolí Punkvy (27, str. 321), na kterou zde odkazuje.

Ve vývoji studia Lažáneckého žlebu a okolních výskytů miocenních mořských sedimentů můžeme rozlišit tři etapy. První etapa zabírá období před provedením hlubokých vrtů, které byly založeny jednak ve vlastním Lažáneckém žlebu, jednak v přilehlých územích, a to v údolí Punkvy při západním vyústění Lažáneckého žlebu a v Jedovnické kotlině ležící východně od žlebu. V této první etapě byl geologický a paleontologický výzkum odkázán pouze na povrchové nebo nehluboko pod povrch terénu sahající výskyt miocenních sedimentů. Geomorfologické závěry, které byly v první etapě studia miocenních sedimentů v Lažáneckém žlebu a jeho okolí učiněny, vedly k následujícím názorům o příčinách a době vzniku údolí, v nichž se vyskytují miocenní mořské sedimenty, a o způsobu, jakým k uložení miocenních sedimentů v údolích došlo.

H. H a s s i n g e r předpokládal, že tato údolí vznikla výmolnou činností vodních toků před miocenní mořskou transgresí (kterou stratigraficky přesněji neurčuje). Příčinou zahloubení vodních toků v této době byly tektonické zdvihy území. Před transgresí tortonského moře došlo podle Hassingerova názoru k poklesu okraje moravské zbrousené části České masívu. Tortonské moře vyplnilo údolí svými sedimenty. Potom nastal etapovitý zdvih území, který způsobil jeho vynořování nad mořskou hladinu. Tím byl obnoven fluviaální erosií cyklus, který v pomiocenní době způsobil vyklizování mořských sedimentů ze zanesených údolí (6, str. 94—95).

Hassingerův názor plně přejal Fr. M a c h a t s c h e k ve své knize o sudetských a západokarpatských zemích, která je vlastně regionální geografii Československa (14, str. 338), a znovu jej stručněji opakoval ve svém pozdějším díle o reliéfu země. Tam sice výslovně nepíše o poklesu Dražanské vrchoviny s Moravským krasem před miocenními mořskými transgresemi, ale vyklizování tortonských sedimentů z údolí této oblasti opět připisuje obnovené fluviaální erosi. Tato erose byla vyvolána velkým potortonským zdvihem, o němž svědčí velice nevyrovnané spádové křivky vodních toků a který způsobil velmi značné rozčlenění tohoto území údolními (15, str. 133—134).

Naproti tomu V l. J. N o v á k se domníval, že základní velkotvary na Moravě, tj. rozšíření vysočin a nížin vzniklo ve vindobonu. Poněvadž soudil, že po miocénu na Moravě s výjimkou Dolnomoravského úvalu se již nevyskytovaly značnější orogenní pohyby, předpokládal, že se také od doby před transgresí tortonského moře podstatně nezměnily absolutní výšky vysočin (18, str. 188). Přítomnost miocenních mořských usazenin v Lažáneckém žlebu, v okolí Jedovnic a v údolí potoka Rakovce v Dražanské vrchovině přivedla V l. J. N o v á k a k názoru, že aspoň části těchto údolí existovaly již před tortonskou transgresí (18, str. 196). Nadmořská výška tortonských mořských sedimentů u Jedovnic a v Lažáneckém žlebu pak byla V l. J. N o v á k o v i podkladem, podle něhož usoudil, že hladina tortonského moře v době své nejvyšší polohy ležela nejméně 600 m nad nynější úrovní mořské hladiny (18, str. 73—74). Za nepravděpodobnější příčinou zahlubování vodních toků do jihovýchodního okraje České masívu a vzniku říčních teras v době po dosažení nejvyšší úrovně hladiny tortonského moře považoval V l. J. N o v á k absolutní poklesy výmolné základny vodních toků, kterou nejprve tvořila hladina regredujícího tortonského moře a později hladiny jezer ve Vídeňské a v Panonické pánvi, vázané opět na erosií basi tvořenou hladinou v pánvi dnešního Černého moře (18, str. 188, 194, 202, 228).

Novákovy názory o tom, že základní velkotvary nynějšího reliéfu v povodí střední Svatky a dolní a střední Svitavy existovaly již za tortonské transgrese, dále názory

o nejvyšší poloze hladiny tortonského moře a o vzniku nynějších údolí Svitavy a Svratky a jejich poboček vlivem absolutního poklesu hlavní erodní základny plně převzal Fr. Říkovský (22, str. 291, 298; cit. 23, str. 167 a n.; cit. 24, str. 9 a n.). Tento autor také poprvé jasně vyslovil názor, že povodí střední Svratky včetně Moravského krasu bylo po ústupu tortonů vyplněno helvetsko-tortonskými sedimenty do výšky 450 až 500 m n. m. při čemž byly také vyplněny všechny středosvratecké sníženiny a Boskovická brázda. Na těchto mořských sedimentech prodlužovaly řeky svoje řečiště za ustupujícím tortonským mořem. Během dalšího vývoje vodních toků, při jejich zahlubování vlivem poklesu hlavní erodní základny byly mořské sedimenty rozrušovány (24, str. 16–20).

Říkovského a Novákovými názory, které jsem uvedl v předchozích odstavcích, byl dán základ k pojetí třetihorního a mladšího geomorfologického vývoje jihovýchodní okrajové části Českého masívu a přilehlých částí Karpatské čelní hlubiny, jež sdíleli četní badatelé, kteří v těchto územích pracovali v pozdějších letech. Jedním z hlavních výsledků tohoto pojetí je názor, že nynější reliéf jihovýchodní okrajové části Českého masívu je v podstatě exhumovaný reliéf z doby před transgresí helvetu a spodního tortonů a že průlomová údolí řek v této oblasti jsou epigenetická (24, str. 18, 20; cit. 7, str. 94). Přitom se však různí autoři většinou shodují v tom, že hlavní zkrasovění Moravského krasu probíhalo až v pleistocénu (22, str. 280; cit. 20, str. 7; cit. 1, str. 413).

Názor o exhumaci předtortonského reliéfu aplikoval přímo na Moravský kras P. Rýšavý. Vznik předtortonského zahloubení Lažáneckého žlebu připisoval Jedovnickému potoku, který podle jeho předpokladu tek l v období před neogenní transgresí do údolí Punkvy (21, str. 100 a n.).

Souhrn názorů shodných s pojetím Novákovým a Říkovským podali v novější době B. Balatka a J. Sládek, celkem bez kritických připomínek takového rázu, jež by dovolily soudit, že tito dva autoři zastávají stanovisko jiné, i když stručně zaznamenávají domněnku J. Oppenheimerova, že zahloubená údolí západomoravských toků se vytvořila působením tektonických zdvihů jihozápadní Moravy, ke kterým došlo od mladšího terciéru (1, str. 310 a n., 412 a n.).

J. Oppenheimer uveřejnil svou domněnku, kterou opíral o geomorfologické a stratigrafické doklady, r. 1932 (19). Při podrobnějším studiu Oppenheimerových výkladů ovšem vidíme, že pomíocenní zdvih vztahoval pouze na Nízký Jeseník, o jehož absolutní výšce vzhledem k dnešní poloze hladiny světového moře předpokládal, že byla asi o 50 m nižší než nyní. Naproti tomu Český masív na jihozápadní Moravě považoval za území, které v době miocenních transgresí již bylo stabilní. Proto absolutní výšky cca 500 m n. m., v níž se vyskytují v této oblasti nejvyšší miocenní mořské sedimenty, použil jako srovnávací úroveň, podle níž stanovil relativní hodnotu zdvihů v Nízkém Jeseníku a poklesů v karpatské části Moravy (19, str. 12 a n.).

Prakticky současně s Oppenheimerem, a jako první z československých badatelů, kteří se zabývali otázkou vzniku nynějšího reliéfu při jihovýchodním okraji Českého masívu, uvedl K. Zapletal, že prokázal v Českém masívu značné pomediteranní tektonické pohyby. Zároveň, rovněž jako první z československých geologů a geografů, vyslovil názor, že šterkové terasy řek, které prodlužovaly své toky za ustupujícím tortonským mořem, vznikly vlivem střídání zdvihů a tektonického klidu (37, str. 262).

R. 1948, v prvním vydání III. dílu své učebnice Všeobecné geologie, podal R. Kettner důležitý přehled geomorfologického vývoje Českého masívu, který má jistě platnost i pro jeho jihovýchodní okrajovou část, i když se o tomto území R. Kettner výslovně nezmiňuje. Autor ukazuje, že v mladších třetihorách byly vodní toky Českého masívu

jen mělce zaříznuty do staré oligocenní paroviny a měly mírný spád. Hlavními sběrnými vodními toků bylo jednak neogenní moře Vídeňské pánve a jeho zálivy vnikající do Českého masívu, jednak sladkovodní jezera jižně od Krušných hor a v jižních Čechách. Pro svůj mírný spád neměly řeky schopnost se hlouběji zaříznouti do skalního podkladu. Teprve nové pohyby v zemské kůře, které nastaly mezi dobou třetihorní a čtvrtohorní, a které způsobily sekulární zvedání celého Českého masívu, jež trvá dodnes, oživily erozní sílu říčních toků. Tyto toky se proto na rozhraní mezi třetihorami a čtvrtohorami začaly zařezávat hluboko do skalního podkladu. Jejich zahlubování se však nedálo stejnoměrně. Občasné nové zvedání Českého masívu vždy zesílilo výmolnou činnost vodních toků a přerušilo akumulaci říčních nánosů. Erozní cyklus nynějších vodních toků brázdících Český masív tedy začal na rozhraní mezi dobou třetihorní a čtvrtohorní a není zdaleka ještě ukončen. Byl přerušován novými výzdvihy půdy a změnami podnebí (9, str. 171 a n.). Svě výklady o geomorfologickém vývoji Českého masívu, uveřejněné ve vydání z r. 1948, převzal R. Kettner i do druhého vydání své učebnice všeobecné geologie z r. 1954.

Z uvedených výkladů R. Kettnera lze, myslím, odvoditi závěr, že nynější nadmořské výšky mořských usazenin spodního tortonu, které se vyskytují na Českém masívu včetně Moravského krasu, nejsou původní, tj. tytéž, v nichž spodnotortonské moře tyto sedimenty uložilo, nýbrž, že se spodnotortonské usazeniny dostaly do své nynější výškové polohy druhotně, vlivem sekulárního zvedání Českého masívu.

Výsledky vrtů, které byly provedeny v r. 1956 v údolí Punkvy při západním vyústění Lažáneckého žlebu a v Lažáneckém žlebu východně od Lažánek a které pronikly až na skalní podloží spodnotortonských mořských sedimentů, jež jsou v těchto údolích uloženy, znamenají začátek druhé etapy ve vývoji názorů o vzniku Lažáneckého žlebu a dolní části údolí Punkvy. Tyto výsledky geologického průzkumu totiž vedly téměř obecně k přesvědčení, že v prostoru Drahanské vrchoviny existoval již před transgresí spodního tortonu značně hluboce údolními rozrytý reliéf zemského povrchu, který byl zaplaven spodnotortonským mořem. V detailech se však různí autoři rozcházejí předně v názoru, jakým směrem tekly vodní toky, které v předtortonské době vyhloubily Lažánecký žleb, k němu přiléhající dolní úsek údolí Punkvy a údolí potoka Rakovce, za druhé, v názorech o povaze pohybů zemské kůry v době těsně před transgresí spodnotortonského moře.

V. Schütznerová-Havelková v r. 1957 vyslovila domněnku, že Lažánecký žleb a dolní část údolí Punkvy byly vyhloubeny v době před uložením tortonských sedimentů nějakým říčním tokem, který tekł od Lažánek, to jest zhruba od východu k západu, tedy směrem opačným, než který později předpokládal R. Kettner (26, str. 87, cit. 27, str. 319). Ve svých zprávách z r. 1958 o výsledcích vrtu Lažánky I, který byl proveden v Lažáneckém žlebu východně od Lažánek a prokázal velkou mocnost spodnotortonských sedimentů ve žlebu uložených, V. Schütznerová znovu vyslovuje názor o předtortonském stáří Lažáneckého žlebu a dolní části údolí Punkvy, nezmiňuje se však již o směru, kterým tekł předtortonský vodní tok, jenž tato údolí vyhloubil (28, str. 181; cit. 29, str. 211).

Názor P. Ryšavého, že Lažánecký žleb byl vyhlouben v předtortonské době Jedovnickým potokem, jsem uvedl již dříve v souvislosti s výklady o prvé etapě studia Lažáneckého žlebu.

R. Kettner ve své práci o geomorfologickém vývoji Moravského krasu z r. 1959 soudil, že tlakem Karpatské soustavy na Český masív asi nastalo ploché vyklenování Drahanské vrchoviny, na níž tak vznikly nové spádové poměry. Vodní toky špely nejkratší cestou do Helvetského moře perikarpatské deprese (čelní hlubiny). Poněvadž měly velký spád, zařezávaly se hluboko do skalního podkladu. Jeden z těchto toků překřížil

napříč Moravský kras a vytvořil hluboké údolí, které z Blanenského prolomu se táhlo údolím dolní Punkvy a Lažáneckým žlebem k Jedovnicím, odkud pokračovalo údolím dnešního potoka Rakovce k Helvetskému moři v nynějším Vyškovském úvalu. Vodní tok, který toto velmi hluboké a dlouhé údolí vyhloubil, tekl do oblasti Moravského krasu od severozápadu, asi z Blanenského prolomu. Tortonské moře, které vnikalo do Českého masivu především starými předtortonskými údolními, vyplnilo je svými uloženinami (10, str. 25 a n.). V této své práci R. Kettner nepíše o tom, že před transgresí spodnotortonského moře nastal pokles Dražanské vrchoviny, který umožnil zatopení předtortonských údolí spodnotortonským mořem. Ale uvádí, shodně se svými dřívějšími výklady o geomorfologickém vývoji Českého masivu z r. 1948 a 1954, že pohyby v zemské kůře, které nastaly v celém Českém masivu na rozhraní mezi pliocénem a pleistocénem, vznikly na mnohých místech spádové poměry zemského povrchu odlišné od dřívějšího stavu, a ty vedly k četným změnám ve vývoji vodní sítě, které postihly i Svitavu (10, str. 27 a n.).

V r. 1959 tehdejší Kabinet pro geomorfologii ČSAV v Brně doplnil vrty z r. 1956 dalšími sondami, které byly systematicky rozmístěny v Lažáneckém žlebu, v tzv. Jedovnické sníženině a na rozvodí mezi Jedovnickou sníženinou a údolím potoka Rakovce. Materiál z těchto sond získaný byl doplněn výsledky vrtů, které v Jedovnické kotlině provedl Agroprojekt Brno.

V publikacích, v nichž O. Štelcl hodnotí výsledky těchto sondáží, vyslovuje názor, že výplň spodnotortonských sedimentů pokračuje souvisle z Lažáneckého žlebu do Jedovnické kotliny, Jedovnické sníženiny a údolí potoka Rakovce. Lažánecký žleb považuje shodně s všemi dřívějšími autory za erozní údolí, vzniklé před tortonem. Nepíše výslovně o tom, jakým směrem tekl předtortonský tok, který Lažánecký žleb vyhloubil. Předpokládá, že jihozápadní část Dražanské vrchoviny byla v helvetu souší. Ve spodním tortonu došlo vlivem nových pohybů Karpat k poklesu perikarpatské deprese a přilehlých okrajových částí Dražanské vrchoviny a k transgresi tortonského moře k severozápadu na část Dražanské vrchoviny a přilehlých úvalů. V dalším přejímá O. Štelcl názor R. Kettnera z r. 1948 v tom smyslu, že nové pohyby, které nastaly v Českém masivu na rozhraní mezi dobou třetihorní a čtvrtohorní, podmnily zdvih celé Dražanské vrchoviny, což způsobilo oživení erose vodních toků a exhumaci starých předmiocenních depresí (31, str. 224; cit. 32, str. 63 a n.).

Vedle těchto názorů, které v podstatě dotvrzují dřívější závěry učiněné v průběhu druhé etapy studia Lažáneckého žlebu a přilehlých území, upozorňuje O. Štelcl na dvě závažné skutečnosti, k nimž se před tím nepřihlíželo. První z nich je skutečnost, že sklon skalního podloží spodnotortonských sedimentů v Lažáneckém žlebu a v údolí Punkvy je vzhledem k dnešnímu spádu řečiště Punkvy velmi malý. Druhá významná skutečnost je 30 m vysoký skalní stupeň při vyústění Lažáneckého žlebu do údolí Punkvy, jehož vznik vysvětluje O. Štelcl tektonickými pohyby, které roztrhly miocenní uložení (32, str. 63).

Je třeba ještě také vyzvednout význam vrtu č. 2, který byl proveden na rozvodí mezi Jedovnickou sníženinou a údolím potoka Rakovce a který skončil v hloubce 21,50 m, aniž dosáhl skalního podloží (31, str. 222). Tím, že tento vrt od hloubky 3,00 m prošel spodnotortonskými písčitymi jíly, rozřešil dlouho spornou otázku, z jakých hornin je složeno rozvodí mezi Jedovnickou sníženinou a údolím potoka Rakovce. Vrt potvrdil správnost názoru Vl. J. Nováka z r. 1924, že na tomto rozvodí je miocenní výplň (18, str. 106), zatím co nejen na Tauschově speciální geologické mapě, list Boskowitz und Blansko z r. 1898, ale i na geologické mapě ČSSR 1:200 000, list M — 33 — XXIX — Brno, tam jsou vyznačeny spodnokarbonské horniny (pískovce a slepenec na

první, břidlice a zčásti i droby na druhé mapě). R. Kettner a K. Mann na své podrobné geologické mapě 1:25 000, list Macocha, zakreslili na rozvodí kvartérní hlíny.

Za třetí etapu ve vývoji studia Lažáneckého žlebu a přilehlých území je možno považovat poslední roky, počínaje r. 1962, kdy byl dokončen hydrologický výzkum, který Geologický průzkum, n. p., Brno, prováděl v Lažáneckém žlebu západně od Lažánek, v Jedovnické sníženině poblíž rybníků Olšovce a Budkovana a v údolí potoka Rakovce. Velmi významnou součástí tohoto průzkumu bylo geoelektrické měření v Jedovnické sníženině. Značnou důležitost této třetí etapě studia je třeba přiznati nejen pro vlastní výsledky sondážních prací a geoelektrických měření, nýbrž i pro některé závěry, které z těchto výsledků odvodili O. Štelcl a M. Vilšer ve své společné publikaci (33).

Vrty a geoelektrický průzkum podle těchto autorů za prvé prokázaly, že Jedovnická sníženina, rozkládající se mezi Jedovnickou kotlinou a údolím potoka Rakovce, geomorfologicky velmi výrazná, vznikla tektonickým poklesem podle dvou systémů zlomových linií, z nichž jeden má směr SZ—JV, druhý SSV—JJZ. Vrty a geomorfologické poměry dále prokázaly, že tektonickými pohyby vznikla geomorfologicky výrazná sníženina, kterou Rakovecký potok protéká v trati Nové pole severozápadně od Račic, jež je rovněž vyplněna spodnotortonskými sedimenty. Za třetí prokázaly vrty, že i další sníženina, vyplněná sedimenty spodního tortonu a protékaná potokem Rakovcem, která se rozkládá jihovýchodně od Račic, je tektonického původu. Významné je také zjištění, že na linii směru SSV—JJZ, na které leží pohřbeny příkrý svah omezující Jedovnickou sníženinu na jihovýchodní straně, jsou těsně vázána údolí dvou potoků tekoucích vcelku přímým a přitom přesně protichůdným směrem (33, str. 14—17). Všechny tyto nově zjištěné a plně dokázané geologické skutečnosti průkazně potvrdily správnost názoru K. Hromady z r. 1951, že údolím potoka Rakovce probíhají velké poruchy a že toto údolí hlavně v okolí Račic má charakter příkopové propadliny (8, str. 14).

Jiný významný a zcela nový úsudek, který O. Štelcl a M. Vilšer učinili, je závěr, že v soustavě sníženin a údolí, táhnoucí se z Blanenského prolomu napříč Moravským krasem do Vyškovského úvalu, nastaly v potortonské době tektonické pohyby, které měly povahu poklesů menších ker podél starých tektonických linií. K tomuto závěru byli oba autoři přivedeni jednak rozdílnou výškovou polohou báze mořských jílů, které sníženiny a údolí vyplňují, jednak zjištěním, že v okolí těchto údolí a sníženin se nevyskytují zlomové svahy prokazatelně potortonského stáří. Jinak však oba autoři předpokládají, že spodnotortonské moře zastihlo hluboce rozčleněný reliéf, který přikrylo svými sedimenty. Tento příkrytý reliéf byl exhumován patrně až na rozhraní mezi dobou třetihorní a čtvrtihorní vlivem obnovených tektonických pohybů (33, str. 18).

Další nový názor, který uvádějí O. Štelcl a M. Vilšer, se týká vzniku tektonických sníženin ležících jihovýchodně a severozápadně od Račic a u Jedovnic (Jedovnické kotliny a Jedovnické sníženiny). Oba autoři se domnívají, že obnovená orogenetická činnost v karpatské čelní hlubině před transgresí spodnotortonského moře zesílila tlak na jihovýchodní okraj Českého masívu. Následkem toho nastal relativní pokles velkých územních celků přiléhajících ke karpatské čelní hlubině a transgrese spodnotortonského moře na pokleslé území. V rámci těchto tektonických pohybů došlo k dílčím poklesům menších územních celků a ke vzniku shora uvedených sníženin (33, str. 15).

Vznik hlubokých erosních údolí v jihozápadní části Dražanské vrchoviny v době před transgresí spodnotortonského moře na toto území připisují oba autoři vlivu prohlubování karpatské čelní hlubiny, v níž tehdy probíhala sedimentace bazálních klastik. Údolí vodních toků se zarývala do Dražanské vrchoviny jednak z karpatské čelní hlubiny, jednak z Blanenského prolomu. Spodnotortonské moře pak pronikalo do severní části

Moravského krasu a přilehlých území dvojím směrem: jednak z Blanenského prolomu dolní části údolí Punkvy a Lažáneckým žlebem do Jedovnické kotliny a Jedovnické sníženiny, jednak z Vyškovského úvalu údolím potoka Rakovce. V západní části údolí potoka Rakovce došlo ke spojení obou záplav postupujících protichůdným směrem. Rozšíření spodnotortonského moře do nitra Drahanské vrchoviny bylo podmíněno mohutným poklesem celého jihovýchodního okraje Českého masívu (33, str. 17 a n.).

V názoru, že transgrese spodnotortonského moře na jihovýchodní okraj Českého masívu byla podmíněna poklesem tohoto území, přejímají O. Štelcl a M. Vilšer závěry I. Cichy, J. Paulíka a J. Tejkala (3, str. 323), a nepředpokládají, že hluboké rozčlenění reliéfu Drahanské vrchoviny erosními údolními je výsledkem jejího tektonického zdvihu v předtortonské době.

Jiný názor o příčinách hlubokého erosního rozčlenění reliéfu ve východní části Drahanské vrchoviny vyslovil O. Štelcl v publikaci J. Demka a spolupracovníků o geomorfologii českých zemí. Píše tam, že do Helvetského moře stékaly vodní toky z Drahanské vrchoviny mělkými, široce rozevřenými údolními, jejichž svahy plynule přecházely do okolního mírně zvlněného reliéfu. Vlivem několikerého posunutí karpatské čelní hlubiny na jihovýchodní okraj Českého masívu došlo v oblasti poměrně plastických spodnokarbonských hornin, tj. ve východní části Drahanské vrchoviny (zvané Konická vrchovina) ke klenbovitému prohnutí celého území. Nové spádové poměry vedly k hlubokému erosnímu rozčlenění oblasti. Takto zformovaný reliéf zaplavilo spodnotortonské moře, které jej přikrylo svými sedimenty. Obnovené horotvorné pohyby koncem třetihor vedly ke zvětšení spádu, k exhumaci starých údolí a ke vzniku nových údolí zahloubených do skalního masívu (4, str. 144). V této práci tedy O. Štelcl nepředpokládá pokles jihovýchodního okraje Českého masívu včetně Drahanské vrchoviny, který umožnil transgresi spodnotortonského moře na Český masív. Názor o plochem vyklenování Drahanské vrchoviny, jež způsobilo hluboké zařezávání vodních toků tekoucích do Helvetského moře karpatské čelní hlubiny, přejímá O. Štelcl z publikace R. Kettnera o geomorfologickém vývoji Moravského krasu (10, str. 25). Z téže publikace O. Štelcl přejímá (též v práci, kterou v r. 1965 uveřejnil společně s M. Vilšerem) názor o vlivu tektonických pohybů, které nastaly v celém Českém masívu na rozhraní mezi pliocénem a pleistocénem, na změnu spádových poměrů zemského povrchu a na nově se uplatnivší silnou hloubkou erosi (10, str. 27 a n.).

Z podaného přehledu obsahu publikací, které se zabývají problémem geologického a geomorfologického vývoje Lažáneckého žlebu a okolních údolí a sníženin, je patrné, že ani velmi podstatný vzrůst nových geologických a geomorfologických poznatků, získaných v průběhu druhého a třetího etapy studia tohoto problému, nevedl k sjednocení názorů o způsobu a příčinách vzniku údolí a sníženin východní části Drahanské vrchoviny, vyplněných spodnotortonskými sedimenty.

Ve stručném přehledu se jeví rozdíly v názorech takto:

1. Údolí vyplněná tortonskými mořskými sedimenty vznikla erosní činností vodních toků před miocenní transgresí. Před transgresí tortonského moře nastal pokles jihovýchodního okraje Českého masívu. Vyklizování mořských sedimentů z údolí bylo způsobeno erosí vodních toků, která byla vyvolána etapovitým zdvihem území v potortonské době (6, 14, 15, 37; Zapletal přitom nepíše výslovně o poklesu jihovýchodního okraje Českého masívu před tortonskou transgresí).

2. Údolí vznikla erosí vodních toků, které se zařezávaly do jihovýchodního okraje Českého masívu, jenž již v předtortonské době zaujímal tutéž absolutní výškovou polohu, kterou má v nynější době. Zaplavení údolí tortonským mořem bylo způsobeno absolutním, eustatickým zdvihem mořské hladiny až na úroveň nejméně 600 m nad nynější

polohu hladiny světového moře. Nové oživení hloubkové výmolné činnosti vodních toků během ústupu tortonského moře a v následující době způsobily absolutní poklesy hlavní erosní báze (18, 22, 23, 24).

3. Lažánecký žleb a dolní část Punkvy byly vyhloubeny v předtortonské době vodním tokem, který tekl zhruba od východu k západu. Vyklizování sedimentů spodního tortonu je dílem eroze vodních toků po regresi tortonského moře. Příčiny, které vyvolaly erosi vodních toků v předtortonské a v potortonské době, se výslovně neuvádějí (21, 26, 27, 28, 29).

4. Lažánecký žleb spolu s údolím dolní Punkvy, Jedovnickými sníženinami a údolím potoka Rakovce byl vyhlouben v helvetu vodním tokem, který tekl zhruba od severozápadu k jihovýchodu, z Blanenského prolomu do Helvetského moře ve Vyškovském úvalu. Příčinou zahlubování tohoto toku bylo ploché tektonické vyklenování Drahanské vrchoviny. Nové zahlubování vodních toků a vyklizování spodnotortonských sedimentů z údolí bylo vyvoláno pohyby v zemské kůře, které nastaly na rozhraní mezi pliocénem a pleistocénem (10).

5. Lažánecký žleb a k němu přilehlá údolí a sníženiny tvoří souvislý systém depresí, který byl v podstatě vytvořen v předtortonské době. Přitom některé z těchto depresí byly vyhloubeny erosi vodních toků, jiné byly vytvořeny tektonickými poklesy. Tektonické poklesy se v této soustavě sníženin opakovaly i v potortonské době. V předtortonské době tekl Lažáneckým žlebem a údolím dolní Punkvy vodní tok směrem zhruba k západu, do Blanenského prolomu, kdežto údolím potoka Rakovce tekl vodní tok směrem k jihovýchodu, do Vyškovského úvalu. Příčinou zahlubování vodních toků v předtortonské době bylo prohlubování karpatské čelní hlubiny. Příčinou transgrese spodního tortonu byl mohutný pokles jihovýchodního okraje Českého masívu. Příčinou obnovení hloubkové eroze vodních toků a vyklizování sedimentů spodního tortonu ze soustavy depresí byly tektonické pohyby na rozhraní mezi dobou třetihorní a čtvrtohorní (31, 32, 33).

6. Příčinou zahlubování vodních toků v předtortonské době bylo ploché vyklenování Drahanské vrchoviny (33).

Jediné, v čem se shodují všichni pracovníci, kteří se zabývali problémem Lažáneckého žlebu a přilehlých sníženin a údolí, jest názor, že všechny tyto deprese byly založeny před tortonem a že postupné vyklizování sedimentů spodního tortonu v nich uložených začalo koncem třetihor.

ROZBOR VZÁJEMNÝCH VZTAHŮ MEZI GEOMORFOLOGICKÝMI A GEOLOGICKÝMI POMĚRY V LAŽÁNECKÉM ŽLEBU A PŘILEHLÉ SOUSTAVĚ ÚDOLÍ A SNÍŽENIN

Přesto, že problému Lažáneckého žlebu a s ním sousedících depresí byla věnována tak velká pozornost, domnívám se, že nebude bez užítu, jestliže se ještě jednou budeme zabývat touto otázkou. Když totiž pohlížíme na problém Lažáneckého žlebu a přilehlých údolí a sníženin z hlediska vzájemného vztahu mezi geomorfologickými a geologickými poměry těchto depresí, zjišťujeme některé nové skutečnosti, které mohou blíže osvětlit jak způsob, tak dobu vzniku těchto významných tvarů zemského povrchu.

Při rozboru vzájemných vztahů mezi jejich geomorfologickými a geologickými poměry si nejprve blíže všimneme poměrů geomorfologických. Při tom jest především třeba znovu zdůraznit skutečnost, že Lažánecký žleb je součástí souvislé soustavy sníženin, která se táhne od Blanenského prolomu do Vyškovského úvalu. Druhou významnou skutečností je, že všechny sníženiny tohoto systému, které se na povrchu terénu souvisle táhnou z prostoru východně od Lažánek až do Vyškovského úvalu, leží prakticky na

jedné linii směru severozápad-jihovýchod. Třetí významná skutečnost je, že tato linie probíhá zcela rovnoběžně s hlavními příčnými zlomy, které byly v severní části Moravského krasu zjištěny R. Kettnerem a K. Mannem (11) a v povodí potoka Rakovce K. Hromadou a které jsou též vyznačeny na geologické mapě předčtvrtohorních útvarů ČSSR v měř. 1:200 000, na listech M — 33 — XXIII Česká Třebová a M — 33 — XXIX Brno.

Další významná geomorfologická skutečnost, na kterou upozornil O. Štelcl, spočívá v tom, že celý Lažánecký žleb je složen z několika různě dlouhých přímočarých úseků, které probíhají pouze ve dvou na sebe přibližně kolmých směrech, a to ve směrech SZ—JV a JV—SZ (32, str. 57). Přitom úseky směru SZ—JV, ležící v devonských vápencích Moravského krasu, se těsně stýkají s příčnými zlomy téhož směru, které R. Kettner a K. Mann zakreslili na své Podrobné geologické mapě v měř. 1:25 000, list Macocha. Nedolejší úsek Lažáneckého žlebu, jenž má rovněž směr SZ—JV, avšak leží v celé své délce v granodioritu brněnské vyvěřeliny, je zase přesně rovnoběžný s předpokládaným zlomem, který v těsné blízkosti tohoto úseku je zakreslen na listu M — 33 — XXIII Česká Třebová geologické mapy ČSSR v měř. 1:200 000.

Údolí potoka Rakovce, které zabírá východní část sníženin táhnoucích se mezi Blanenským prolomem a Vyškovským úvalem, se v celé své délce geomorfologicky velmi výrazně liší od převážné většiny ostatních údolí zahluobených do hornin spodního karbonu Dražanské vrchoviny a směřujících do Vyškovského úvalu. Tato odlišnost spočívá nejen v přítomnosti rozlehlých a geomorfologicky velmi výrazných kotlin u Pístitovic, Račic a v trati Nové pole severozápadně od Račic, jejichž tektonický původ byl nesporně prokázán vrty, ale i v celkovém geomorfologickém rázu horní části údolí potoka Rakovce mezi jeho pramenem a kotlinou v trati Nové pole. V této horní části údolí se totiž poměrně úzké údolní úseky náhle, bez pozvolného přechodu rozšiřují a opět se náhle zužují, takže rozšířená místa údolí mají vzhled jakýchsi výklenků vnikajících do údolních svahů. Přechod z úzkých údolních úseků do rozšířených částí a naopak se neděje pozvolným, nálevkovitým zužováním nebo rozšiřováním údolí, nýbrž náhlými změnami směru údolních svahů, jejichž části probíhající rozličným směrem se zpravidla stýkají v téměř pravém úhlu. Proto nemůžeme vznik rozšířených údolních úseků vysvětlit bočnou erosi potoka Rakovce. Střídání rozšířených a zúžených údolních úseků také nemůžeme vysvětlit změnami v odolnosti hornin vůči destrukčním pochodům, poněvadž zúžené a rozšířené údolní úseky se vyskytují společně v týchž horninách, a to jednak ve slepencích spodního karbonu, jednak v drobách. Zvlášť nápadně vynikne speciální geomorfologický ráz údolí potoka Rakovce, porovnáme-li jej s geomorfologickým charakterem převážné většiny ostatních údolí východní části Dražanské vrchoviny, která jsou rovněž zahluobena do slepenců a drob spodního karbonu a u nichž se takové náhlé změny příčného údolního profilu nevyskytují. Velmi názorně nám takové porovnání umožňují např. příslušné topografické mapy v měř. 1:50 000.

Jestliže se tedy v údolí potoka Rakovce vytvořily podstatně jiné údolní tvary než v sousedních údolích, která leží ve stejné základní geologické struktuře a která jsou v geologické přítomnosti a byla i v geologické minulosti modelována exogenními procesy téže klimamorfogenetické oblasti jako údolí potoka Rakovce, pak je třeba ve zvláštních tvarech tohoto údolí spatřovat vliv zlomové tektoniky.

Také západní část systému sníženin probíhajících mezi Blanenským prolomem a Vyškovským úvalem, tj. údolí Punkvy mezi Blanenským prolomem a západním koncem Lažáneckého žlebu, má zvláštní geomorfologický ráz, jiný, než s jakým se běžně setkáváme u normálních údolí vzniklých výmолnou činností vodních toků.

Tento zvláštní geomorfologický charakter se projevuje předně v tom, že severní strana

tohoto údolí je v celé své délce od Blanenského prolomu až po ústí Lažáneckého žlebu v Arnoštově utvářena nápadně jinak než strana jižní, ačkoliv obě strany údolí jsou vyvinuty v téže hornině, v granodioritu brněnské vyvřeliny. Výrazem „strana údolí“ tu rozumím nejen údolní úbočí, nýbrž i terén, který k údolním svahům přiléhá nad jejich horním okrajem. Severní strana údolí dolní Punkvy, lemovaná nad horním okrajem údolního svahu plochým náhorním povrchem se značně rovnoměrně a dosti pozvolna zvedá od Blanenského prolomu k východu. Následkem toho se pravý, severní svah údolí v podstatě plynule zvyšuje od Blanenského prolomu až po ostrý ohyb údolí Punkvy k severu u Starohrabčíc huti, kde je plochý náhorní povrch, jenž zde dosahuje nadmořské výšky kolem 450 m, náhle jakoby utat příkrým svahem severojižního směru, jenž po západní straně lemuje úsek punkevního údolí u Starohrabčíc huti.

Naproti tomu jižní údolní strana se od průlomového údolí Svitavy směrem k východu zvedá několika výraznými stupni, z nichž každý má na svém temeni plošinu a je od nejbližší vyššího stupně oddělen svahem směru zhruba severojižního. Nejvyšší stupeň, ležící jižně od Arnoštova, dosahuje v kótě Polom 469 m.

V terénu je možno velmi dobře pozorovat rozdílný geomorfologický ráz severní a jižní strany údolí Punkvy z protilehlého západního svahu Blanenského prolomu. Jasně se jeví i na topografických mapách velkých měřítek.

Druhá skutečnost, v níž se projevuje zvláštní geomorfologický ráz údolí Punkvy, spočívá v tom, že se jeho údolní dno postupně rozšiřuje směrem od západu k východu, tedy proti proudu Punkvy. Na tuto okolnost upozornila již V. Schütznerová-Havelková, která udává, že u Arnoštova dosahuje údolní niva při svém východním okraji maximální šířky 170 m, kdežto směrem k západu se zužuje až na méně než 100 m (27, str. 321 a n.). Rozšiřování údolí dolní Punkvy proti proudu je pozoruhodné proto, poněvadž při normálním vzniku erodních údolí zpětnou erodí je tomu naopak, údolí se postupně rozšiřuje směrem po proudu. Příčina tohoto rozšiřování příčného údolního profilu směrem po proudu tkví v tom, že při zpětné erodí dojde v níže po proudu položených údolních úsecích dříve k vyrovnání spádové křivky než v úsecích položených výše proti proudu. Následkem toho v níže položených údolních úsecích pracuje svahová modelace delší dobu než v úsecích vyšších. Proto mají údolní svahy v níže položených údolních úsecích menší sklon než ve vyšších a příčný údolní profil se směrem po proudu více rozvírá. V širším okolí Brna i jinde se v různých geologických strukturách vyskytují velmi četné příklady tohoto obecně známého vývoje údolí vytvořených zpětnou erodí vodních toků.

Zajímavé též je, že se rozšiřování údolí dolní Punkvy směrem proti proudu neděje plynule, nýbrž tím, že jižní údolní svahy na dvou místech náhle, prudkým ohybem ustupují k jihu. Za ohybem, který má povahu lomu směru, se údolní svah opět, v podstatě přímočaře, táhne západovýchodním směrem. První ohyb jižního svahu, působící jeho odsun dále k jihu, jest těsně při západním okraji Dolního Klepačova, druhý ohyb nastává ve východní části Dolního Klepačova.

Největší šířky dosahuje údolí dolní Punkvy ve své východní části, v Arnoštově, tam, kde se stýká s Lažáneckým žlebem. A právě v těchto místech byly pod dnešní úrovní údolního dna zjištěny spodnotortonské mořské sedimenty. Tento prostor je z geomorfologického hlediska zajímavý ještě po jiných stránkách.

Lažánecký žleb ústí do údolí Punkvy svým nejzápadnějším úsekem, který má směr JV—SZ. Tento úsek, poměrně krátký, přechází náhlým, téměř pravouhlým ohybem do nejbližší vyššího úseku Lažáneckého žlebu, který má směr VSV—ZSZ. Oba úseky jsou v celé své délce zahloubeny do granodioritu. Avšak, jak upozornil O. Štelcl, jsou od sebe odděleny skalním stupněm, jenž vyčnívá 10—15 m nad dno posledního (nejzápadnějšího) úseku a asi 40 m nad granodioritové skalní podloží spodnotortonských sedi-

mentů, které vyplňují údolí Punkvy u Arnoštova a poslední úsek Lažáneckého žlebu. O. Štelcl připisuje tomuto skalnímu stupni, podle mého názoru zcela správně, tektonický původ (32, str. 63). Příčný rozsah skalního stupně byl ověřen několika sondami, jejichž provedení řídil O. Štelcl z Geografického ústavu ČSAV v Brně. Ze sondových profilů uveřejnil O. Štelcl profil sondy S 7 (32, str. 62), kterého jsem použil pro konstrukci obou podélných profilů v příloze této práce. Existence skalního stupně je jedna geomorfologicky velmi závažná skutečnost. Druhá geomorfologicky zajímavá skutečnost spočívá v tom, že skalní stupeň leží na přímé linii směru SZ—JV, na niž je na jihovýchod od stupně vázáno přímé a hluboce zaříznuté údolí potoka, který po severovýchodní straně lemuje návrší s kótou Polom. Na severozápad od stupně pak na této linii leží srázný a přímo probíhající granodioritový svah, jenž lemuje nejzápadnější úsek Lažáneckého žlebu po jeho severovýchodním okraji.

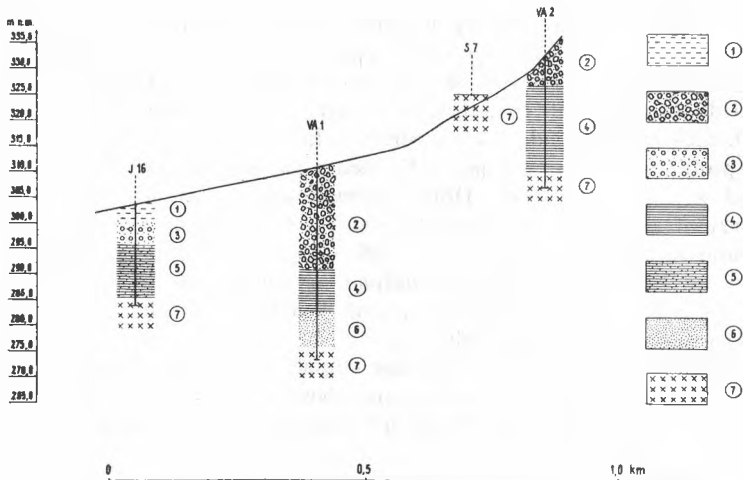
Vázanost přímého údolí na linii skalního stupně v dolní části Lažáneckého žlebu je obdobou případu, s nímž jsme se setkali na jihovýchodní straně Jedovnické sníženiny. Vidím v tom potvrzení názoru O. Štelcla o tektonickém vzniku skalního stupně v Lažáneckém žlebu.

Existence vysokého skalního stupně v blízkosti styku Lažáneckého žlebu s údolím Punkvy nás přivádí k otázce sklonu skalního dna celé soustavy sníženin mezi Blanským prolomem a Vyškovským úvalem. Četné sondy i pozorování v terénu nám umožňují, abychom si o sklonových poměrech skalního dna sníženin učinili dostatečně výstižný obraz. Pro větší názornost jsem geologické profily nejdůležitějších vrtů a nejinstruktivnější výchozy skalního podloží vynesl do podélného profilu nynějšího dna soustavy sníženin, který začíná při Svitavě na západě a končí na východě ve sníženině Nové pole severozápadně od Račic (profil 1 v příloze). K sestavení profilu jsem použil sond, které ve svých publikacích uvádějí V. Schütznerová-Havelková, O. Štelcl a M. Vilšer (26, 27, 28, 29, 31, 32, 33, 34, 35) a svých vlastních pozorování v terénu.

Na západním konci soustavy údolí a sníženin, které jsou předmětem našeho zkoumání, vychází granodioritové skalní podloží přímo na den, a to v korytě Punkvy v Blansku, poblíž jejího vtoku do Svitavy, v nadmořské výšce cca 270 m. Při východním konci dolního úseku údolí Punkvy v Arnoštově v okolí vrtu J16 leží granodiorit pod spodnotortonskými sedimenty v hloubce 18,50 m pod dnešní úrovní údolního dna, v nadmořské výšce cca 286 m. Na vzdálenost asi 2 km je zde tedy v poloze skalního podloží výškový rozdíl cca 16 m, což za předpokladu rovnoměrného sklonu skalního podloží znamená spád 8 ‰. Údolní niva dnešní Punkvy má v tomto úseku spád téměř dvojnásobný, cca 15,5 ‰.

Jestliže si podle výsledků sond zkonstruujeme podrobný podélný profil údolního úseku, který zabírá část údolí Punkvy v Arnoštově a dolní část Lažáneckého žlebu do míst na severovýchod od skalního stupně, tj. úsek mezi vrtem J16, popsáním V. Schütznerovou-Havelkovou, na západě (27, str. 323) a vrtem VA2, o němž podal zprávu M. Vilšer (34, str. 214), zjistíme, že geologické poměry skalního podloží tohoto údolního úseku jsou složitější, než jak vyplývá z dosavadních údajů v literatuře (viz profil 2). Skalní stupeň, který svou nejvyšší částí, ležící v nadmořské výšce cca 325 m, vyčnívá nad dnešní údolní dno Lažáneckého žlebu, se táhne napříč tímto údolím právě v místech, kde se poslední úsek Lažáneckého žlebu, probíhající směrem SZ—JV, prudkým ohybem lomí v nejbližší vyšší úsek žlebu, jenž má směr VSV—ZJZ. Přitom je zajímavé, že poslední úsek Lažáneckého žlebu je asi o 75 m širší než údolí Punkvy v místech těsně pod spojením s Lažáneckým žlebem (údolí Punkvy je tam široké 125 m, Lažánecký žleb 200 m).

Ve vrtu J16, který je od skalního stupně v Lažáneckém žlebu vzdálen cca 600 m,



Profil 2. 1 — hlína a navázka (kvartér), 2 — fluvialní sedimenty a svahová suť (kvartér), 3 — písčité štěrky (pleistocén), 4 — pelitické sedimenty spodního tortonu, 5 — pelitickopsammitické sedimenty spodního tortonu, 6 — křemité písky spodního tortonu, 7 — amfibolicko-biotický granit (brněnský pluton).

bylo granodioritové skalní podloží zastíženo na úrovni cca 286 m n. m. Výškový rozdíl mezi polohou skalního podloží ve vrtu J16 a temenem skalního stupně tedy činí, jak uvádějí O. Štelcl a M. Vilšer, cca 40 m (33, str. 13). Avšak zhruba v polovině vzdálenosti mezi skalním stupněm a vrtem J16 byl v zimě 1961—1962 proveden vrt VA1, o němž referoval M. Vilšer (34, str. 214). V tomto vrtu bylo granodioritové podloží spodnotortonských sedimentů zastíženo až na úrovni 276 m n. m., tedy o 10 m níže než ve vrtu J16, vzdáleném od vrtu VA1 asi 350 m, a 50 m pod temenem skalního stupně, který je od vrtu VA2 vzdálen asi 275 m.

Ve vrtu VA2, který byl situován cca 75 m na jihovýchod od skalního stupně, tedy na opačné straně než vrt VA1, bylo granodioritové skalní podloží spodnotortonských mořských sedimentů zastíženo na úrovni cca 310 m n. m., tedy cca 15 m pod temenem skalního stupně. Ve světle těchto výsledků sondovacích prací se výchoz skalního podloží nad úroveň dna Lažáneckého žlebu nejeví jako skutečný skalní stupeň, nýbrž jako skalní práh, který je dokonce na své severozápadní straně lemován prohlubní ve skalním masívu.

Další informaci o poloze skalního podloží spodnotortonských mořských sedimentů v Lažáneckém žlebu nám podává až vrt Lažánky I, který byl popsán V. Schütznerovou-Havelkovou (28, str. 181; cit. 29, str. 209). Skalní podloží spodnotortonských mořských sedimentů, tvořené devonskými amfiporovými vápenci, bylo v tomto vrtu zastíženo v hloubce 137 m pod povrchem terénu na kótě 316 m. Kótu povrchu terénu v místě vrtu V. Schütznerová-Havelková udává hodnotu 453 m. Vrt Lažánky I byl umístěn východně od obce Lažánky, jihovýchodně od rozcestí, kde se silnice vedoucí do Vilémovic odděluje od silnice vedoucí z Lažánek do Jedovnic. Od skalního prahu v západním úseku Lažáneckého žlebu je místo vrtu vzdáleno cca 2,5 km. Povrch skalního podloží zjištěného vrtem Lažánky I leží pouze o necelých 6 m výše než skalní podloží zastížené vrtem VA2 (316 m a 319,33 m). Za předpokladu stejnoměrného sklonu skalního podloží spodnotortonských sedimentů mezi vrtem Lažánky I a vrtem VA2 tento výškový rozdíl

znamená, že spád skalního dna Lažáneckého žlebu v této části údolí jest 2,66 ‰. Tento spád je nejen, jak upozornil již O. Štelcl (32, str. 63), neobyčejně malý, ale dokonce více než třikrát menší, nežli spád skalního podloží v údolí dolní Punkvy mezi vrtem J16 a Blanskem. Nebol-li v části údolní soustavy ležící výše proti proudu jest spád dolního dna mnohem menší než v části údolí ležící níže po proudu. U údolí nebo údolní soustavy vzniklé zpětnou erosi vodního toku by tomu muselo být opačně.

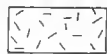
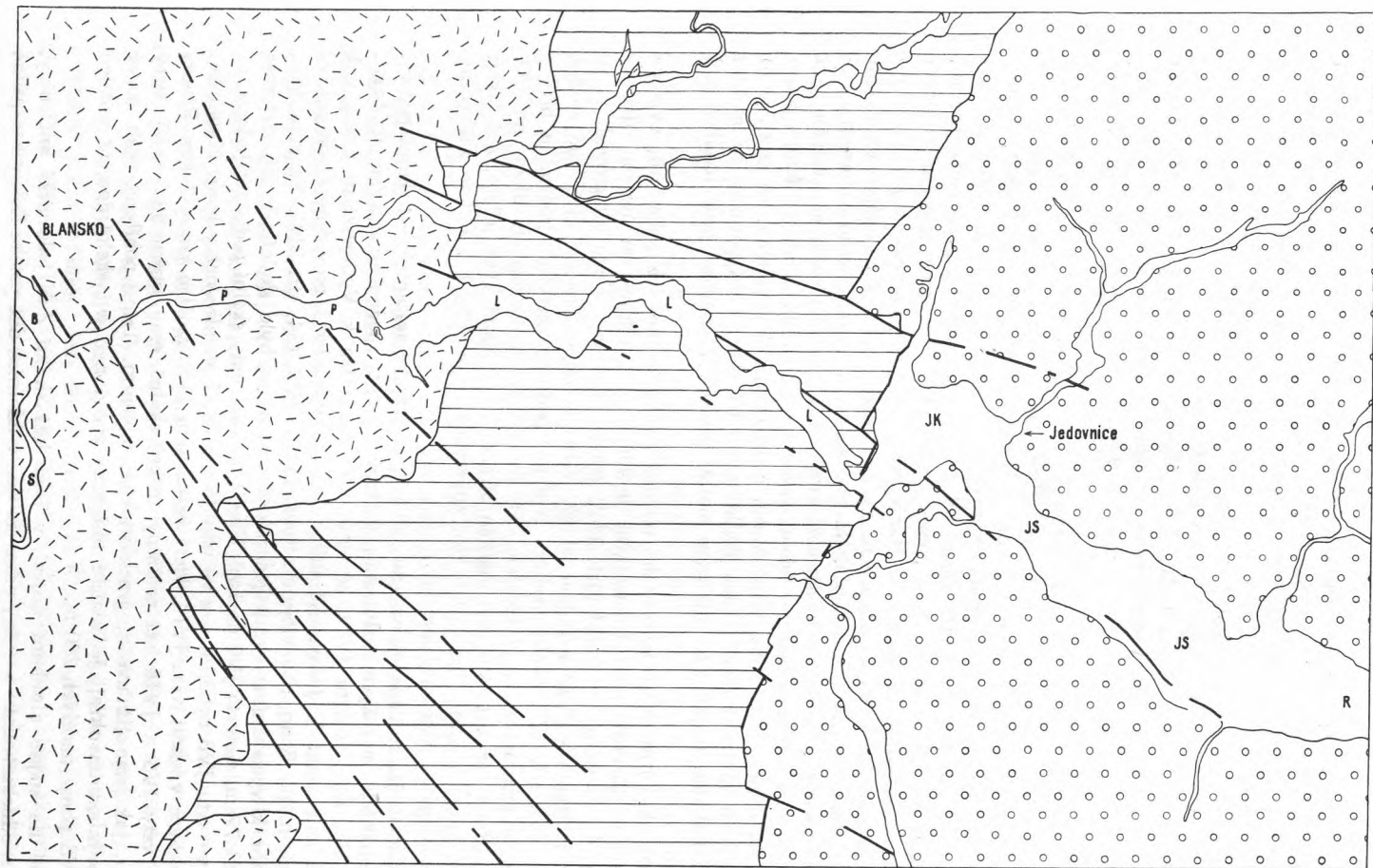
Sklonové poměry skalního dna Lažáneckého žlebu mezi vrtem Lažánky I a údolím Punkvy pak jsou ještě dále komplikovány existencí skalního prahu mezi vrty VA1 a VA2. Povrch skalního prahu totiž leží asi o 9 m výše než povrch skalního podloží ve vrtu Lažánky I.

O poloze skalního dna Lažáneckého žlebu v části tohoto údolí ležící východně od vrtu Lažánky I jsme informováni málo spolehlivě. Tři ze čtyř sond, které tam provedl Geografický ústav ČSAV v Brně a o nichž podává zprávu O. Štelcl (32), zjistily v Lažáneckém žlebu přítomnost spodnotortonských mořských usazenin, žádná ale nezastihla jejich skalní podloží. Čtvrtá sonda, S4, však má mezi nimi, podle mého názoru, zvláštní postavení. Jak uvádí O. Štelcl, tato sonda byla situována v nápadně zúženém úseku žlebu jihozápadně od dvora Na Harbechách. Pro silný přítok vody mohla tato sonda být ražena pouze do hloubky 2,30 m, při čemž prošla pouze vápencovou sutí promísenou hlinami a jíly (32, str. 61). Na této sondě jsou podle mého názoru pozoruhodné tři skutečnosti. Předně je to nápadné zúžení Lažáneckého žlebu na krátkém, jen asi 100 m měřicím úseku, v němž se údolní svahy k sobě přibližují na vzdálenost pouze cca 75 m. Za druhé, je to silný přítok vody, která neodtéká povrchově. Za třetí, je to přítomnost dvou závrtů ve dně žlebu. Podle těchto tří skutečností považuji za možné, že v tomto krátkém úseku leží vápencové skalní podloží v poměrně malé hloubce pod dnem žlebu.

V největší absolutní výšce bylo skalní podloží spodnotortonských sedimentů, vyplňujících soustavu sníženin mezi Blanenským prolomem a Vyškovským úvalem, zjištěno ve vrtu JV14, umístěném v horní části údolí potoka Rakovce. Tento vrt provedl n. p. Geologický průzkum v Brně a popsal jej M. Vilšer v nepublikované závěrečné zprávě o výzkumu (35, str. 12). Skalní podloží, tvořené spodnotortonskými drobami a břidlicemi, bylo ve vrtu naraženo v hloubce 7,50 m pod spodnotortonským jílem, na kótě 451,51 m. (Poněvadž vrt JV14 byl umístěn stranou v poněkud vyšší poloze, než jakou zaujímá údolnice, nejsou v jeho grafickém znázornění v profilu 1 v příloze zachyceny nadložní miocenní a kvartérní horniny.)

Velmi důležité je, že západně od vrtu JV14 v Jedovnické sníženině leží skalní podloží spodnotortonských mořských sedimentů, tvořené rovněž spodnokarbonskými drobami, podstatně níže než ve vrtu JV14, ač tento vrt ležel blíže k Vyškovskému úvalu než Jedovnická sníženina. V Jedovnické sníženině byly v r. 1962 provedeny Geologickým průzkumem, n. p., Brno, dva vrty, označené JV8 a JV9 (34, str. 214). Ve vrtu JV8, ležícím blíže k východnímu okraji Jedovnické sníženiny, bylo skalní podloží zastíženo na kótě 381,77 m, ve vrtu JV9 na kótě 376,40 m. Leží tedy skalní podloží v Jedovnické sníženině ve vrtu JV8 o 69,74 m a ve vrtu JV9 o 75,11 m níže než v horní části údolí potoka Rakovce v okolí vrtu JV14, který je od vrtu JV8 vzdálen pouze 2 km. Přitom ještě mezi vrty JV8 a JV14 leží pohřbený příkrý skalní svah směru SSV—JJZ, který byl zjištěn, jak jsme již uvedli, geoelektrickým měřením. Tento pohřbený svah, který se na jihovýchodním okraji Jedovnické sníženiny zvedá nad její skalní dno, je vzdálen od vrtu JV8 pouze necelých 200 m.

Přibližně na stejné absolutní úrovni, v jaké leží skalní dno Jedovnické sníženiny, vystupují spodnokarbonské horniny přímo na den v údolním dně potoka Rakovce západně



1



2



3



4



5

od kotliny v trati Nové pole, nad kótou 365 m. Potok tam přetéká přejezí přes stupeň vysoký cca 2 m, jenž je zbudován z mocných lavic spodnokarbonských slepenců, které mají směr VSV—ZJZ, h 5 a jsou velmi příkře ukloněny k JJZ.

Z obrazu, který sondy a přímá pozorování v terénu poskytují o velkých a velmi nepravidelných rozdílech ve výškové poloze skalního podloží spodnotortonské mořské výplně soustavy sníženin mezi Blanenským prolomem a Vyškovským úvalem, plynou dva hlavní závěry. Předně je to zjištění, že soustava sníženin tvoří průběžnou depresi s plynulým sklonem dna, které by se sklánělo od Blanenského prolomu k Vyškovskému úvalu, jak by vyžadovala hypotéza, že tato soustava sníženin je údolím, které vzniklo zpětnou erodí vodního toku, jenž se vléval do Helvetského moře karpatské čelní hlubiny v prostoru dnešního Vyškovského úvalu. Podle dosavadních bezpečných zjištění totiž, jak ukazuje profil 1 v příloze, se absolutní výšková poloha skalního dna soustavy sníženin postupně, třebaže s některými odchylkami, zvyšuje směrem od Blanenského prolomu do prostoru rozvodí mezi Jedovnickou sníženinou a údolím potoka Rakovce. Tam, v okolí vrtu JV14, bylo skalní dno zastíženo nejvýše, na kótě 451,51 m, v poloze o cca 181 m vyšší, než jakou má skalní dno v údolí Punkvy v Blansku. Odtud směrem k Vyškovskému úvalu skalní dno opět klesá, nikoliv však plynule, nýbrž skoky, v nichž se prahy střídají s prohlubněmi.

Za druhé: Vysoká poloha skalního dna u vrtu JV14 v horní části údolí potoka Rakovce rozděluje soustavu sníženin na dvě zhruba stejně dlouhé části, část severozápadní a část jihovýchodní. Nepravidelnosti výškových a sklonových poměrů skalního dna ukazují, že skalní dno ani jedné z obou částí soustavy sníženin nemohlo být v celé své délce vytvořeno zpětnou erodí vodních toků.

Pro správnost tohoto závěru mluví ještě i další skutečnosti.

První z těchto skutečností se týká severozápadní části soustavy sníženin, především údolí dolní Punkvy a Lažáneckého žlebu.

Kdybychom přijali názor o předtortonském erodním vzniku údolí Punkvy a Lažáneckého žlebu, pak vzhledem k malému spádu skalního dna mezi vrtem J16 v Arnoštově a ústím Punkvy do Svitavy bychom museli předpokládat, že koryto předtortonského vodního toku v údolí Punkvy u Blanska leželo v téže výškové poloze, jakou zaujímá v dnešní době, tj. v nadmořské výšce cca 270 m. Pak ale vzniká otázka, na jakou místní erodní základnu byl předtortonský vodní tok v okolí dnešního Blanska vázán. Všichni autoři, kteří se v novější době zabývali otázkou doby vzniku průlomového údolí řeky Svitavy mezi Blanskem a Brnem, se totiž shodují v názoru, že vzniklo teprve po miocénu (22, str. 265; cit. 37, str. 112; cit. 10, str. 27; cit. 1, str. 413). Pro potortonský vznik průlomového údolí Svitavy svědčí předně to, že v něm nebyly nikde zjištěny spodnotortonské mořské sedimenty, a za druhé, velmi nevyrovnaný spád říčního koryta, v němž Svitava na četných místech dosud eroduje do hloubky ve skalním podkladu, a to i těsně pod svým soutokem s Punkvou.

Mapa 1. Rozšíření hlavních geologických útvarů v okolí Lažáneckého žlebu. 1 — brněnská vyvřelina, 2 — Moravský kras, 3 — spodnokarbonské horniny, 4 — údolní dna nejvýznačnějších údolí a sníženin, 5 — zlomy zjištěné a předpokládané, P — Údolí dolní Punkvy, L — Lažánecký žleb, JK — Jedovnická kotlina, JS — Jedovnická sníženina, R — Rakovecké údolí. Sestavil Jan Krejčí podle Podrobné geologické mapy Československé republiky 1:25 000, list Macocha, vypracované R. Kettnerem a K. Mannem. Zakreslení zlomů bylo doplněno podle Geologické mapy ČSSR (mapa předčtvrthorních útvarů) 1:200 000, list M-33-XXIII Česká Třebová, a podle Zprávy o geoelektrickém měření na lokalitě Mor. kras — Jedovnice, vypracované geofyzikálním oddělením Geologického průzkumu, n. p., Brno. Kreslila Marie Bílá.

Nelze-li tedy vidět místní erosi bazi předtortonského vodního toku údolí dolní Punkvy v průlomovém údolí Svitavy, bylo by pak nutno předpokládat pokračování tohoto toku Blanenským prolomem k severu k Jestřebí a odtud do Boskovické brázdy u Černé Hory. Proti takovéto hypotéze však mluví jednak to, že permské horniny u Černé Hory dosahují větších absolutních výšek, než v jakých leží skalní podloží údolí Punkvy u Blanska, jednak to, že nemáme žádné geologické ani geomorfologické doklady pro existenci předtortonského údolí, které by v příslušné hloubce a s potřebným sklonem skalního dna směřovalo od Černé Hory k Helvetickému moři v okolí Brna.

Druhý fakt, který svědčí proti názoru, že skalní dno údolí dolní Punkvy a Lažáneckého žlebu bylo v celé své délce vytvořeno zpětnou erosí nějakého předtortonského vodního toku, je to, že v žádné sondě nebyly na skalním podloží zjištěny fluvia-tilní šterky a písky. V tak hlubokém údolí, které např. u vrtu Lažánky I. dosahuje hloubky 137 m a které mělo geomorfologicky mladý ráz s velmi sráznými svahy, by vodní tok musel unášet značné množství velmi hrubozrnných splavenin. Množství splavenin by nad to musel zvětšovat zvláště intenzivní hloubkovou erosí na stupních (prazích) skalního podloží. Naopak v prohlubních pod skalními prahy by muselo dojít k značnému ukládání fluvia-tilních nánosů. Jak uvádí V. Schütznarová-Havelková, pleis-tocenní nánosy řeky Punkvy ve vrtu J16 obsahují písčité šterky středního zrna, které jsou místy až hrubozrnné a na bazi balvanité (27, str. 322). Kvartérní potoční nánosy v údolí potoka Rakovce, zjištěné nad spodnotortonskými sedimenty ve vrtu JV14, obsahují valouny drob velikosti až 20 cm (35, str. 13). Žádné takové fluvia-tilní sedi-menty nebyly zjištěny pod spodnotortonskými usazeninami v žádném vrtu celé soustavy sníženin mezi Blanenským prolomem a Vyškovským úvalem, ač postupující transgrese spodnotortonského moře by jistě byla přinutila vodní toky k akumulaci.

Třetí důvod, který svědčí zejména proti erosi vzniku Lažáneckého žlebu a přilehlé části údolí Punkvy u Arnoštova, nám podává jednak průběh Lažáneckého žlebu, jednak měnící se šířka obou těchto údolí. Kdyby byl Lažánecký žleb vznikl v předtortonské době zpětnou erosí vodního toku, pak by tento tok musel mít povahu svahového toku, který by byl vznikl na východním svahu Blanenského prolomu, lemu- jícím zdviženou parovinu na brněnské vyvěřelině a devonských horninách Moravského krasu. Svahový tok by byl sledoval nejkratší směr do Blanenského prolomu, souhlasný s největším spádem. Byl by tak vytvořil údolí s plynule na sebe navazujícími zákruty, jaké vidíme např. v údolí Punkvy mezi jejím výtokem u Punkevních jeskyň a Starohrabčí hutí. V území neporušeném zlomy a složeném z hornin podstatně se nelišících svou odolností, jako jsou devonské vápence Moravského krasu, nemohly na erodující vodní tok působit žádné vlivy, které by jej přinutily, aby svůj směr lomil do úseků stýkajících se pod téměř pravým úhlem a aby v horninách stejné lithologické povahy vytvářel střídavě široké a úzké úseky. Speciální ráz průběhu a šířkových poměrů Lažáneckého žlebu zvláště markantně vynikne, porovnáme-li jej na topografické mapě velkého měřítka s Pustým a Suchým žlebem.

K uvedeným faktům, která bezprostředně svědčí proti názoru, že Lažánecký žleb a k němu přilehlé sníženiny vyplněné spodnotortonskými sedimenty byly vytvořeny zpětnou erosí předtortonského vodního toku, můžeme připojit ještě další důvod obecnější povahy. Tento důvod spočívá ve skutečnosti, že Lažánecký žleb a jiné sníženiny vyplněné spodnotortonskými mořskými usazeninami se na celém jihovýchodním okraji Českého masívu na Moravě vyskytují jen jako velmi málo početné, ba lze říci ojedinělé jevy, porovnáme-li jejich počet s hustotou údolní sítě této oblasti. Malý počet známých sníže- nin tohoto druhu nelze vysvětlovat malým počtem dosud provedených sond, protože mnohé, i když ne všechny takové sníženiny by byly jistě již dávno objeveny aspoň

zčásti, např. při kopání studní a podobně jak tomu bylo i v případě Lažáneckého žlebu.

Předtortonský vodní tok, který by byl schopen i na svém středním úseku vyrýt hluboké údolí, jako je Lažánecký žleb, by byl nezbytně musel být součástí celé sítě vodních toků, jež by byly vázány na stejnou hlavní erosi základnu jako on. Proto by se tyto toky byly musely obdobně zařezávat do předtortonské Dražanské vrchoviny a vytvářet i v ostatních jejích částech hluboká údolí, do nichž by potom vniklo spodnotortonské moře.

Geomorfologické poměry soustavy údolí a sníženin mezi Blanenským prolomem a Vyškovským úvalem, jevíci se jednak přímo v terénu, jednak odkryté sondami, tedy ukazují, že duté tvary vyplněné spodnotortonskými mořskými sedimenty nemohly být vytvořeny erosi předtortonských vodních toků.

Geologická fakta, zjištěná všemi vrty v této soustavě údolí a sníženin, dále dokazují, že tyto duté tvary v době transgrese spodního tortonu ještě neexistovaly. K tomuto závěru docházíme na základě následujících zjištění.

Mikropaleontologické rozbory spodnotortonských sedimentů z vrtů, provedené jednak V. Schütznerovou-Havelkovou, jednak M. Holzknechtem, ukázaly, že spodnotortonské sedimenty ve všech částech soustavy sníženin a údolí spolu stratigraficky souhlasí (29, str. 211; cit. 35, str. 214; cit. 33, str. 18). Pro řešení našeho problému jsou dále zvláště důležitá tato zjištění:

a) Sedimentace bazálních miocenních vrstev zjištěných ve vrtu Lažánky I se dala v litorálním prostředí (29, str. 210).

b) Společenstva dírkovců, zjištěná ve všech vrstvách, jsou tvořena typickými mořskými druhy, které žily v zóně neritika, popřípadě až mělčího bathyálu (35, str. 214).

c) Z foraminifer, která se vyskytují ve velkém množství, jsou zastoupeny vyspělé náročné druhy z normálně slaných vod (25, str. 327).

d) Významné místo zaujímá velmi vyspělá foraminiferová asociace *lanzenдорfského* typu rodově i druhově velmi pestrá, která je zastoupena náročnými druhy hlavně z čeledi *Lagenidae* (27, str. 328; cit. 29, str. 210).

e) Při skalnatém podkladu spodnotortonských sedimentů v okolí vrtu Lažánky I žilo množství sesilního i vagilního benthosu. Koráli i mechovky jsou nahromaděny místy v souvislých porostech. Drobné důlky a jamky ukazují na přítomnost leptavých živočichů. Život uvedených benthosních organismů, zvláště korálů je vázán na čistou, ne hlubokou vodu, bohatou kyslíkem (29, str. 210).

f) Sledování grafu obsahu nejjemnější zrnitostní frakce ($< 0,002$ mm) ve vzorcích z různých hloubek z vrtu Lažánky I nasvědčuje určité tendenci k zvětšování průměrného obsahu této frakce do nadloží. Tím poukazuje sedimentace lažáneckého tortonu na transgresní charakter s rostoucím prohlubováním sedimentačního prostoru (12, str. 77).

g) Ve vrtech provedených v soustavě údolí a sníženin mezi Blanenským prolomem a Vyškovským úvalem lze všeobecně konstatovat, že v sedimentech spodního tortonu počet jílovitých částic vzrůstá směrem do nadloží. To ukazuje na prohlubující se sedimentační prostor a transgresní charakter sedimentů (33, str. 13).

h) Podle ústního sdělení doc. RNDr. J. Tejkala, CSc., fauna spodnotortonských sedimentů Lažáneckého žlebu ukazuje na euhalinní sedimentační prostředí.

Tato zjištění učiněná různými autory jednoznačně ukazují, že sedimentační prostředí, v němž se usazovaly všechny sedimenty spodního tortonu vyskytující se v Lažáneckém žlebu a přilehlých sníženinách, bylo euhalinní, obsahovalo normálně slanou a čistou, nezakalenou mořskou vodu, jež umožňovala existenci i tak citlivých benthosních organismů, jako jsou koráli (srov. cit. 9, str. 643; cit. 5, str. 149).

Takové sedimentační prostředí by se však nebylo mohlo vytvořit, kdyby Lažánecký

žleb a přilehlé sníženiny byly existovaly jako duté erodní formy již při transgresi spodního tortonu. Kdyby tomu totiž tak bylo bývalo, byly by v místech dnešní soustavy sníženin mezi Blanenským prolomem a Vyškovským úvalem vznikly dva dlouhé a velmi úzké zálivy riasového typu. Tímto názvem se označují zálivy vzniklé na srázném pobřeží tak, že moře zaplavilo hluboká úzká údolí, zahloubená zpětnou erodí do starých masívů, při čemž k mořské transgresi došlo v době, kdy zaplavená údolí ještě nepřekročila stádium geomorfologického mládí (srov. např. cit. 17, str. 1023). Tato definice plně odpovídá geomorfologickému rázu, jaký by při transgresi spodního tortonu musel mít Lažánecký žleb a přilehlé sníženiny.

V riasových zálivech se však nemůže vytvořit euhalinní sedimentační prostředí s čistou vodou. Vodní toky do těchto zálivů ústící jejich vodu silně vyslazují a svými jemnozrnnými splaveninami zakalují (srov. např. cit. 16, str. 1362; cit. 9, str. 379). Zvláště účinné je vyslazování vody v polouzavřených zálivech, tedy v zálivech takového tvaru, jaký by byl musel vzniknout v údolí dolní Punkvy a v Lažáneckém žlebu, poněvadž tato soustava sníženin se velmi zužuje směrem k západu, tedy směrem k předpokládanému otevřenému moři v Blanenském prolomu (srov. např. cit. 9, str. 397; cit. 5, str. 149; cit. 30, str. 143; cit. 25, str. 338). K vyslazování vlivem přítoku z vodních toků pak u malých vodních ploch ještě přistupuje i vliv vody z dešťů, která se do zátok dostává jednak přímým dopadem vodních kapek, jednak přítokem v podobě ronů (9, str. 380; cit. 16, str. 1357). V zálivech, které tak jako Lažánecký žleb, zasahují do krasových území, jsou dalším zdrojem vyslazování mořské vody prameny sladké vody vyvěrající pod mořskou hladinou (9, str. 229; cit. 17, str. 662; cit. 36, str. 191).

V Lažáneckém žlebu by vyslazování mořské vody bylo muselo být zvláště účinné nejen pro jeho celkovou velmi malou šířku při horních okrajích, která v nejšířším místě mezi Lažánkami a dvorem Na Harbechách dnes měří kolem 250 m, ale také proto, že by se přičný řez údolím, kdyby bylo erozního původu, směrem do hloubky stále více zužoval.

ZÁVĚR

Geologické a geomorfologické skutečnosti ve svých vzájemných vztazích tedy souhlasně dokazují, že soustava údolí a sníženin mezi Blanenským prolomem a Vyškovským úvalem nevznikla erodí vodních toků v předtortonické době. Proto je třeba předpokládat, že celá tato soustava se vytvořila až po uložení vrstev spodního tortonu a že převážná její část, zejména údolí Punkvy u Arnoštova, Lažánecký žleb, Jedovnická kotlina, Jedovnická sníženina a sníženiny u Račic vznikly tektonickými poklesy menších ker podél starých tektonických linií po uvolnění horotvorného tlaku, tak, jak do jisté míry předpokládali O. Štelcl a M. Vilšer (33, str. 18).

Malá šířka těchto prolomů nemusí překvapovat, a to ze dvou důvodů. Předně proto, poněvadž vzdálenosti mezi zlomy, které jsou při Lažáneckém žlebu zakresleny na podrobné geologické mapě 1:25 000 R. Kettnera a K. Manna, list Macocha, se podstatně neliší od šířky Lažáneckého žlebu v těchto místech. Za druhé proto, že šířka ker jurských hornin, které vklesly do granodioritu v okolí Olomučan podél zlomů, jež tam zakreslují R. Kettner a K. Mann na téže geologické mapě, je ještě menší než šířka Lažáneckého žlebu.

Také tektonické pohyby odehrávající se v geologické současnosti vytvářejí prolomy dokonce ještě užší než Lažánecký žleb. Velmi názorný doklad takového úzkého prolomu vytvořeného recentními tektonickými pohyby podává fotografie uveřejněná v Lobeckově učebnici geomorfologie (13, str. 573).

1. Balatka B. — Sládek J., *Říční terasy v českých zemích*. 578 str., Praha 1962. — 2. Burkhardt R., *K otázce intaktních neogenních sedimentů v některých údolích Mor. krasu*. Československý kras VI, 116, Brno 1953. — 3. Cicha I. — Paulík J. — Tejkal J., *Poznámky ke stratigrafii miocénu jz. části vněkarpatské pánve na Moravě*. Sborník ústředního ústavu geologického, sv. XXIII, 1956, oddíl paleontologický, 307—364, Praha 1957. — 4. Demek J. a kolektiv pracovníků Geografického ústavu ČSAV v Brně, *Geomorfologie českých zemí*. 335 str., Praha 1965. — 5. Dunbar C. O. — Rodgers J., *Principles of Stratigraphy*. 356 str., New York, London 1957. — 6. Hassinger H., *Die Mährische Pforte und ihre benachbarten Landschaften*. Abhandlungen der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien, sv. XI, č. 2, 313, Wien 1914. — 7. Häufler V. — Korčák J. — Král V., *Zeměpis Československa*. 667 str., Praha 1960. — 8. Hromada K., *Geologické poměry území mezi Rousínovem, Vyškovem a Rozstáním na Dražanské plošině*. Věstník Královské české společnosti nauk. Třída matematicko-přírodovědecká. Ročník 1951 — V, 22 str., Praha 1953. — 9. Kettner R., *Všeobecná geologie*, část III, 765 str., Praha 1948. — 10. Kettner R., *Morfologický vývoj Moravského krasu a jeho okolí*. Československý kras, sv. 12, 1959, Zvláštní otisk, 39 str., Praha 1960.

11. Kettner R. — Mann K., *Podrobná geologická mapa Československé republiky*. List Macocha 1:25 000, Ústřední ústav geologický, Praha 1951. — 12. Krystek I. — Burkhardt R., *Lažánky (okr. Blansko) — nová lokalita tortonských tufitů na Moravě*. Časopis Moravského musea, XLIII, Vědy přírodní, 75—84, Brno 1958. — 13. Lobeck A. K., *Geomorphology*. 731 str., New York, London 1939. — 14. Machatschek F., *Landeskunde der Sudeten- und Westkarpatenländer*, 440 str., Stuttgart 1927. — 15. Machatschek F., *Das Relief der Erde*. I. sv., 545 str., Berlin 1938. — 16. de Martonne Emm., *Traité de géographie physique*. T. III. Biogéographie, 1061—1517, Paris 1927. — 17. de Martonne Emm., *Traité de géographie physique*. T. II. Le relief du sol, 499—1057, Paris 1948. — 18. Novák V. J., *Morfologický vývoj neogenních sníženin na Moravě*. Věstník Král. české společnosti nauk., tř. II, roč. 1924, 229 str., Praha 1924. — 19. Oppenheimer J., *Beiträge zur Paläographie Mährens*. Verhandlungen des Naturforschenden Vereines in Brünn, sv. 64, 1—14, Brno 1932. — 20. Panoš V. a kolektiv autorů, *Moravský kras*. 60 str., STN, Praha 1961.

21. Ryšavý P., *Příspěvek k poznání krasových zjevů náhorní roviny Lažánecko-Vilémovické v Moravském krasu*. Československý kras, roč. VII, 89—130, Brno 1954. — 22. Říkovský F., *Paleopotamologický vývoj Svitavy*. Sborník St. geologického ústavu ČSR. sv. VIII, roč. 1928—29, 257—304, Praha 1929. — 23. Říkovský F., *Příspěvek k abrasním plochám západní části Dražanské vysočiny*. Sborník Čs. společnosti zeměpisné, sv. XXXVI, roč. 1930, 164—173, Praha 1930. — 24. Říkovský F., *Předmiocenní relief a miocenní plošiny v oblasti střední Svatky*. Spisy přírodovědecké fakulty M. U., č. 149, Brno 1932. — 25. Schott G., *Geographie des Atlantischen Ozeans*. 438 str., Hamburg 1944. — 26. Schütznerová-Havelková V., *Nový nález tortonských sedimentů v dolním údolí Punkvy*. Československý kras, roč. 10, 86—88, Praha 1957. — 27. Schütznerová-Havelková V., *Nález miocenních sedimentů v údolí Punkvy východně od Blanska*. Časopis pro mineralogii a geologii, sv. II, roč. 1957, 318—331, Praha 1957. — 28. Schütznerová-Havelková V., *Mocnost tortonských sedimentů v Lažáneckém údolí v Moravském krasu*. Československý kras, roč. 11, 180—181, Praha 1958. — 29. Schütznerová-Havelková V., *Výskyt miocenních sedimentů u Lažánek v Moravském krasu*. Věstník Ústředního ústavu geologického, roč. XXXIII, 208—211, Praha 1958. — 30. Svoboda J. F. a autorský kolektiv, *Naučný geologický slovník I*. 700 str., Praha 1960.

31. Štelcl O., *Zpráva o výzkumu miocénu v okolí Jedovnice*. Věstník Ústředního ústavu geologického, roč. XXXV, 221—224, Praha 1960. — 32. Štelcl O., *K otázce stáří Lažáneckého žlebu v Moravském krasu*. Československý kras, roč. 13, 57—66, Praha 1960—1961. — 33. Štelcl O. — Vilšer M., *Miocenní sedimenty jižní části Dražanské vrchoviny*. Časopis pro mineralogii a geologii, roč. 10, 11—21, Praha 1965. — 34. Vilšer M., *Zpráva o dalším*

nálezu miocenních sedimentů západně od Lažánek a jihovýchodně od Jedovnic. Zprávy o geologických výzkumech v r. 1961, 213—214, Praha 1962. — 35. Vilšer M., Jedovnice. Hydrogeologický průzkum pro skupinový vodovod. Archiv Inženýrskogeologického a hydrogeologického průzkumu, n. p., Žilina, závod Brno, Brno 1962. — 36. Vitásek F., Základy fyzického zeměpisu. 531 str., Praha 1966. — 37. Zapletal K., Geologie a petrografie země Moravsko-slezské. 283 str., Brno 1931—1932.

Recenzoval M. Lukniš

Jan Krejčí

DAS PROBLEM DES TALES VON LAŽÁNKY IN DEM MÄHRISCHEN KARST

Das Problem des mit Sedimenten des untertortonischen Meeres erfüllten Tales von Lažánky in dem Mährischen Karst besteht aus drei Fragen. Die erste Frage lautet, welche geomorphologische oder geologische Prozesse haben das Tal als eine Hohlform des Reliefs geschaffen. Die zweite Frage betrifft die Zeit der Entstehung dieser Hohlform. Die dritte Frage behandelt die Weise, in welcher das Tal mit den untertortonischen Sedimenten erfüllt worden ist. Dasselbe Problem stellen auch die mit dem Tal von Lažánky zusammenhängenden Täler und Niederungen dar, d. h. das Tal der unteren Punkva, das Becken von Jedovnice und das Rakovecetal, die auch mit den untertortonischen Sedimenten erfüllt sind und mit dem Tal von Lažánky ein System von Depressionen zusammenstellen, das von dem Graben von Blansko quer durch das Hochland von Drahany bis in die Senke von Vyškov reicht. Die Lösung dieses Problems ist von grosser Bedeutung für die Erkenntnis der geomorphologischen und geologischen Entwicklung des südöstlichen Randes des Böhmisches Massivs und der benachbarten Teile der karpatischen Vortiefe seit dem jüngeren Tertiär. Es handelt sich hier erstens um die Feststellung, wie tief das Gebiet des heutigen Hochlandes von Drahany vor der untertortonischen Transgression von den Tälern zerschnitten war. Zweitens um die Frage, welche absolute Höhe über dem heutigen Meeresniveau der Spiegel des untertortonischen Meeres während seines Höchststandes erreicht hat. Und drittens handelt es sich um die Frage, ob das Hochland von Drahany seine jetzige Höhenlage schon vor der untertortonischen Transgression, oder erst in nachmiozäner Zeit infolge junger Krustenbewegungen eingenommen hat.

Wegen seiner Wichtigkeit hat das Problem des Tales von Lažánky die Aufmerksamkeit der Geographen und Geologen schon seit dem Ende des 19. Jahrhunderts auf sich gezogen. Trotzdem wurde eine eindeutige, allgemein anerkannte Lösung noch nicht gefunden. Die verschiedenen Ansichten können wir in folgende Gruppen zusammenfassen:

1. Die mit den untertortonischen Sedimenten ausgefüllten Täler sind Erosionstäler vormiozänen Alters. Die Transgression des tortonischen Meeres wurde durch eine Senkung des südöstlichen Randes des Böhmisches Massivs ermöglicht. Die Ausräumung der Meeressedimente aus den Tälern ist die Folge der Erosion der Flüsse, die durch tektonische Hebungen des Gebietes in nachtortonischer Zeit verursacht wurde.

2. Das Gebiet hat schon vor der untertortonischen Transgression die heutige absolute Höhenlage gehabt. Der Höchststand des untertortonischen Meeresspiegels hat eine Höhe von mindestens 600 m über dem jetzigen Meeresniveau erreicht. Die Erosion der Flüsse in nachtortonischer Zeit wurde durch absolute Senkungen des Meeresspiegels verursacht.

3. Das Tal von Lažánky wurde in vortortonischer Zeit von einem Wasserstrom ausgetieft, der in westlicher Richtung gegen das Becken von Blansko floss, während das Rakovecetal durch die Erosion eines gegen Südosten in die karpatische Vortiefe fließenden Stromes entstand.

4. Das ganze System der Täler und Depressionen zwischen dem Becken von Blansko und der Senke von Vyškov wurde von einem einzigen Fluss ausgetieft, der aus dem Becken von Blansko gegen Südosten in die karpatische Vortiefe in vortortonischer Zeit floss. Die Ausräumung der untertortonischen Meeressedimente aus diesem Tal kam durch die Erosion der Flüsse zustande, die durch tektonische Bewegungen an der Grenze zwischen Pliozän und Pleistozän erneut wurde.

5. Einige Teile des Systems der Depressionen zwischen dem Becken von Blansko und der Senke von Vyškov, wie z. B. das Tal von Lažánky, sind reine Erosionstäler vortortonischer Anlage. Andere, wie z. B. das Becken von Jedovnice, sind tektonische Senken, die auch in der vortortonischen Zeit entstanden. Doch haben sich die tektonischen Senkungen an einigen Stellen des ganzen Systems, auch in dem Tal von Lažánky, auch nach Ablagerung der unterortonischen Meeressedimente wiederholt. Die Ursache der Tiefenerosion in der vortortonischen Zeit war die Vertiefung der karpatischen Vortiefe.

Wenn man die geologischen Tatsachen, insbesondere die Ergebnisse der vielen in dem ganzen System der erwähnten Täler und Depressionen in den letzten Jahren ausgeführten Bohrungen, mit den geomorphologischen Verhältnissen in Einklang bringen will, so kommt man zu den folgenden Schlüssen.

a) Das Gefälle der felsigen Unterlage der unterortonischen Sedimente ist sehr unausgeglichen (siehe die Profile in der Beilage). Es wechseln dort Strecken, die ein viel kleineres Gefälle als die heutigen in diesen Tälern fließenden Flüsse haben, mit ziemlich hohen Schwellen und Vertiefungen, deren Entstehung keineswegs auf verschiedene Widerstandsfähigkeit der Gesteine gegen Erosion zurückgeführt werden kann.

b) In keiner der Bohrungen wurde unter den Meeressedimenten fluviatiler Schotter gefunden. Die feinen Meeressedimente liegen unmittelbar auf der felsigen Unterlage.

Aus den unter a) und b) angegebenen Tatsachen geht hervor, dass das Tal von Lažánky und die beiliegenden anderen Depressionen keine Erosionstäler sind.

c) Die in allen Bohrungen festgestellte Fauna, in der sogar Korallen vertreten sind, deutet einwandfrei auf ein euhalines Sedimentationsmilieu, auf salzreiches und reines Meereswasser.

In so engen und vor dem offenen Meere geschützten Buchten, die aus dem Tal von Lažánky und aus anderen Depressionen während der unterortonischen Transgression hätten entstehen müssen, sollte sich aber Brackwasser vorfinden.

Daraus geht hervor, dass das Tal von Lažánky und die anderen mit den unterortonischen Sedimenten ausgefüllten Depressionen während der Transgression des unterortonischen Meeres noch nicht existieren konnten.

Da der Verlauf mehrerer Talabschnitte in dem Tal von Lažánky, bei Jedovnice und in dem Rakovec tal an Brüche gebunden ist, die durch geologische Kartierungen, durch Bohrungen und sogar durch geoelektrische Messungen festgestellt worden sind, so scheint der Schluss am wahrscheinlichsten zu sein, dass das Tal von Lažánky und die beiliegenden Depressionen durch tektonische Senkungen in der Zeit nach der Ablagerung der unterortonischen Meeressedimente entstanden sind.

Karte 1. Die Verbreitung der geologischen Hauptformationen in der Umgebung des Tales von Lažánky. 1 — Brüner Eruptivmasse, 2 — Mährischer Karst, 3 — Unterkarbonische Sedimentgesteine, 4 — Sohlen der geomorphologisch wichtigsten Täler und Niederungen, 5 — Brüche (festgestellte und vorausgesetzte), P — Das Tal der unteren Punkva, L — Das Tal von Lažánky, JK — Das Becken von Jedovnice, JS — Die Senke von Jedovnice, R — Das Rakovec tal.

Profil 1. 1 — Lehme und künstliche Aufschüttung (Quartär), 2 — Lehmiger Gesteinschutt (Quartär), 3 — Fluviatile Sedimente und Gehängeschutt (Quartär), 4 — Quartäre Sedimentgesteine, 5 — Pelitische Sedimente des unteren Torton, 6 — Tuffitischer Horizont, 7 — Pelitisch-psammitische Sedimente des unteren Torton, 8 — Unterkarbonische Grauwacken, 9 — Unterkarbonische Konglomerate, 10 — Devonische Amphiporakalksteine, 11 — Amphibolbiotitgranit (Brüner Pluton).

Profil 2. 1 — Lehme und künstliche Aufschüttung (Quartär), 2 — Fluviatile Sedimente und Gehängeschutt (Quartär), 3 — Sandiger Schotter (Pleistozän), 4 — Pelitische Sedimente des unteren Torton, 5 — Pelitisch-psammitische Sedimente des unteren Torton, 6 — Quarzsand des unteren Torton, 7 — Amphibolbiotitgranit (Brüner Pluton).